

Budowa geologiczna Krynicy (płaszczyzna magurska)

Nestor Oszczytko*, Ewa Malata*, Marta Oszczytko-Clowes*, Lucyna Duńczyk*

Krynica jest usytuowana w południowo-wschodniej części płaszczowiny magurskiej na styku podjednostki sądeckiej (bystrzyckiej) i krynickiej (ryc. 1). W strefie sądeckiej (NE) występują wyłącznie utwory formacji magurskiej wieku środkowo-górno-eoceńskiego. Należy do nich ogniwo z Maszkowic (piaskowce gruboławicowe), ogniwo łupków z Mniszka (łupki pstre i cienkoławicowy flisz) oraz ogniwo piaskowców popradzkich („piaskowce zuberowskie”). Do strefy krynickiej należą paleoceńsko-środkowo-eoceńskie utwory formacji szczawnickiej (cienko- i średnioławicowy flisz), zarzeckiej (cienkoławicowy flisz z ogniwem piaskowców krynickich) oraz formacja magurska (piaskowce gruboławicowe). Podjednostki sądecka (bystrzycka) oraz krynicka kontaktują ze sobą wzdłuż prawie pionowego uskoku inwersyjnego, zapadającego na NE. Uskoki poprzeczne o kierunku NE-SW dzielą obie podjednostki na kilka bloków. Między Czarnym Potokiem a Słotwinami wąski pół-rów tektoniczny towarzyszy uskocowi słotwińskiemu.

Słowa kluczowe: litostratygrafia, biostratygrafia, tektonika, podjednostka bystrzycka, podjednostka krynicka, jednostka magurska, Karpaty Zewnętrzne

Nestor Oszczytko, Ewa Malata, Marta Oszczytko-Clowes & Lucyna Duńczyk — **Geology of the Krynica area (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians).** *Prz. Geol.*, 47: 549–559.

Summary. The Krynica area is located in the south-eastern part of the Magura Nappe at the boundary between the Bystrica (Sącz) and Krynica subunits (Figs 1, 2). The Bystrica (Sącz) Subunit is built up of the Middle to Upper Eocene Magura Formation (Fig. 3). The Magura Formation consists of the Maszkowice Member (thick-bedded sandstones), Mniszek Member represented by variegated shales and thin-bedded turbidites, and the Poprad Sandstone Member, known only from deep boreholes (Zuber I–IV). The Krynica Subunit (Figs 2, 3) is built up of the Paleocene through Middle Eocene deposits belonging to the Szczawnica (thin- to medium-bedded turbidites), Zarzece (thin-bedded turbidites with intercalations of thick-bedded sandstones and conglomerates) and Magura (thick-bedded sandstones) formations. The Bystrica and Krynica subunits contact along the sub-vertical, NE dipping thrust fault (Fig. 4). In the investigated area three NE–SW trending transversal faults have been documented. These faults cut both the Bystrica and Krynica subunit into several blocks. The block related to the Slotwina Fault is of a half-graben type

Key words: lithostratigraphy, biostratigraphy, structures, Bystrica Subunit, Krynica Subunit, Magura Nappe, Outer Carpathians

Część geologiczna projektu badawczego *Model budowy geologicznej rejonu Krynicy wraz z weryfikacją dotychczasowych poglądów* jest opracowywana w Instytucie Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego. W ramach tego tematu przewidziano kartowanie geologiczne, pomiary mezostrukturalne oraz badania biostratygraficzne. Kartowaniem geologicznym w podziałce 1: 10 000 została objęta zlewnia Kryniczanki, o powierzchni ok. 50 km². Za najważniejsze cele badawcze, wymagające rozwiązania, uznano wyjaśnienie: stosunku strefy krynickiej do sądeckiej, a zwłaszcza charakteru „dyslokacji krynickiej” Świdzińskiego (1972), jak również przynależności stratygraficznej „piaskowców zuberowskich” oraz obecności formacji szczawnickiej. Wyjaśnienia wymaga również związek notowanych ostatnio w rejonie Krynicy trzęsień ziemi z istniejącymi uskokami. Terenowe badania geologiczne rozpoczęto wiosną 1997 r. W pierwszej kolejności skartowano zachodnią część terenu, który jest stosunkowo dobrze odsłonięty i rzadko zabudowany. W niniejszym artykule przedstawiamy wyniki prac przeprowadzonych w 1997 r. na tle dotychczasowych badań geologicznych.

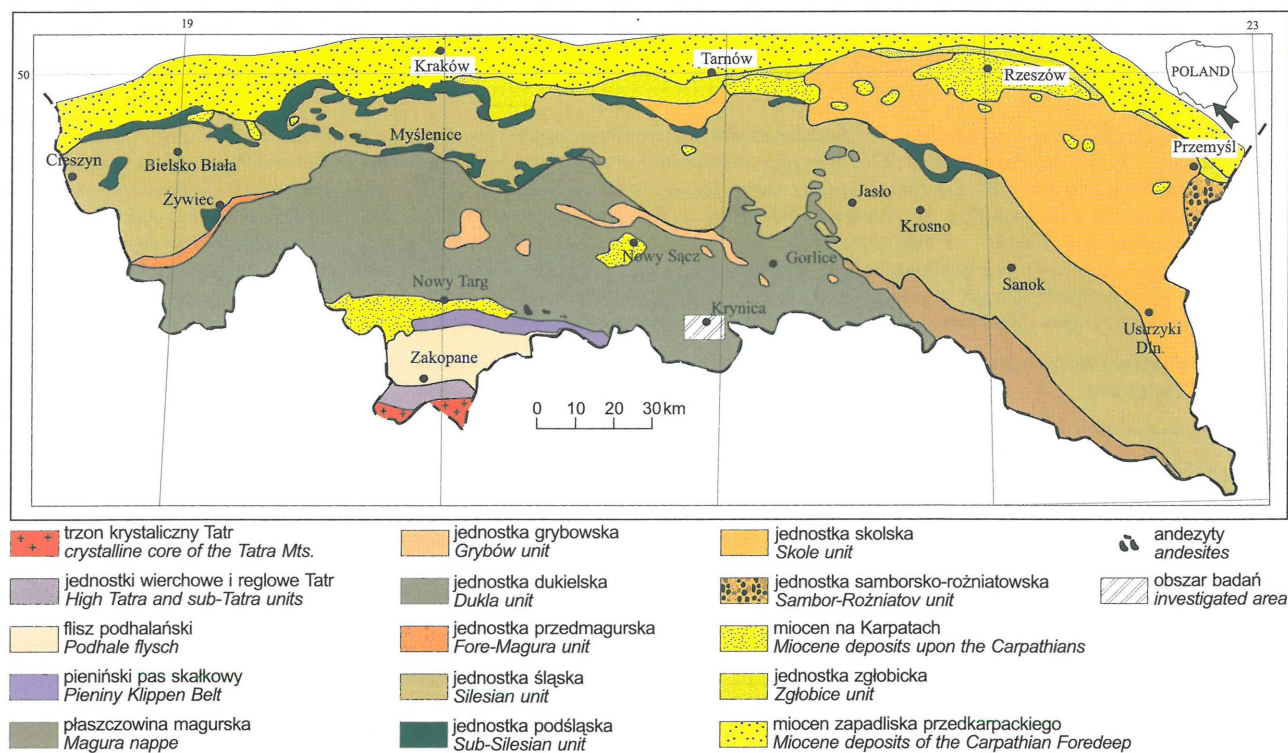
Przegląd dotychczasowych badań

Historia badań geologicznych w Krynicy jest nieodróżnialnie związana z rozwojem uzdrowiska krynickiego. Pierwsze prace w tym rejonie (Walter & Dunikowski, 1883; Paul, 1884; Uhlig, 1888) miały charakter wstępny i były związane z rozpoznaniem płaszczowiny magurskiej.

W 1896 r., w ramach *Atlasu geologicznego Galicji*, ukazał się arkusz Muszyna autorstwa Szajnochy. Od 1903 r. badania geologiczne w Krynicy prowadził Zuber (1903, 1908a, 1908b, 1916, 1918), który był także inicjatorem głębokich wierceń za wodami mineralnymi. Zaprojektowany przez niego głęboki odwiert (obecnie Zuber I) nawiercił nieznanym dotychczas w tym rejonie typ wód mineralnych oraz pozwolił na lepsze rozpoznanie budowy geologicznej Krynicy. W okresie międzywojennym Nowak (1924) sporządził pierwszą szczegółową mapę geologiczną rejonu Krynicy, na której wyróżnił dwie jednostki tektoniczne, różniące się profilem stratygraficznym. Jednostka północna nazwana została „parautochtonem”, a południowa „skibą krynicką”. Granica między jednostkami została poprowadzona południowym stokiem Góry Parkowej. Z inicjatywy Nowaka został odwiercony głęboki otwór Zuber II (gazowy).

Ogromne zasługi w geologicznym rozpoznaniu rejonu Krynicy miał Świdziński. Badacz ten w latach 1933–1953 sporządził nową mapę geologiczną w podziałce 1 : 25 000 oraz był głównym autorem m.in. *Dokumentacji...* z 1953 r. oraz z 1962 r. Wyniki jego prac zostały przedstawione w publikacjach z lat 1939, 1953, 1954 oraz najpełniej — w pośmiertnej, monograficznej pracy *Geologia i wody mineralne Krynicy* z 1972 r. Idąc śladami Nowaka (1924), Świdziński wyróżnił w rejonie Krynicy, w płaszczynie magurskiej, dwie strefy facjalno-tektoniczne (sądecką i krynicką), ustalił ich stratygrafię i tektonikę oraz przedstawił interesującą hipotezę na temat genezy wód mineralnych i dwutlenku węgla. Z jego inicjatywy odwiercono głębokie otwory Zuber III i IV oraz B–1 i B–2. Ważne znaczenie dla Krynicy mają prace Węclawika (1969a, 1969b) o płaszczynie magurskiej w rejonie Tylicza i Mochnaczki. Nowe koncepcje dotyczące stosunku strefy krynickiej

*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków.



Ryc. 1. Szkic geologiczny Karpat polskich
Fig. 1. Geological sketch-map of the Polish Carpathians

do sądeckiej znalazły się w pracy Oszczyпки (1979). W latach późniejszych autor ten przedstawił nową stratygrafię strefy sądeckiej i krynickiej (por. Birkenmajer & Oszczyčko, 1989; Oszczyčko i in., 1990; Oszczyčko, 1991), obejmującą również rejon Krynicy. W następstwie tych badań najstarsze utwory strefy krynickiej zostały uznane za najmłodsze utwory strefy sądeckiej, co w istotny sposób zmieniło dotychczasową interpretację tektoniczną.

W 1982 r. w ramach *Atlasu wód pitnych i mineralnych rejonu Krynicy* Oszczyčko na podstawie materiałów Świdzińskiego i własnych, zestawiał mapę geologiczną Krynicy w podziale 1 : 25 000, uwzględniającą postępy w badaniach stratygraficznych (Oszczyčko i in., 1982). W 1991 r. ukazała się *Szczegółowa mapa geologiczna Polski*, arkusz Muszyna (Chrzastowski i in., 1991). W latach 1995–1996 w ramach pracy magisterskiej, realizowanej na Uniwersytecie Jagiellońskim, badania geologiczne w Krynicy prowadziła Duńczyk (1996).

Wstępne wyniki badań

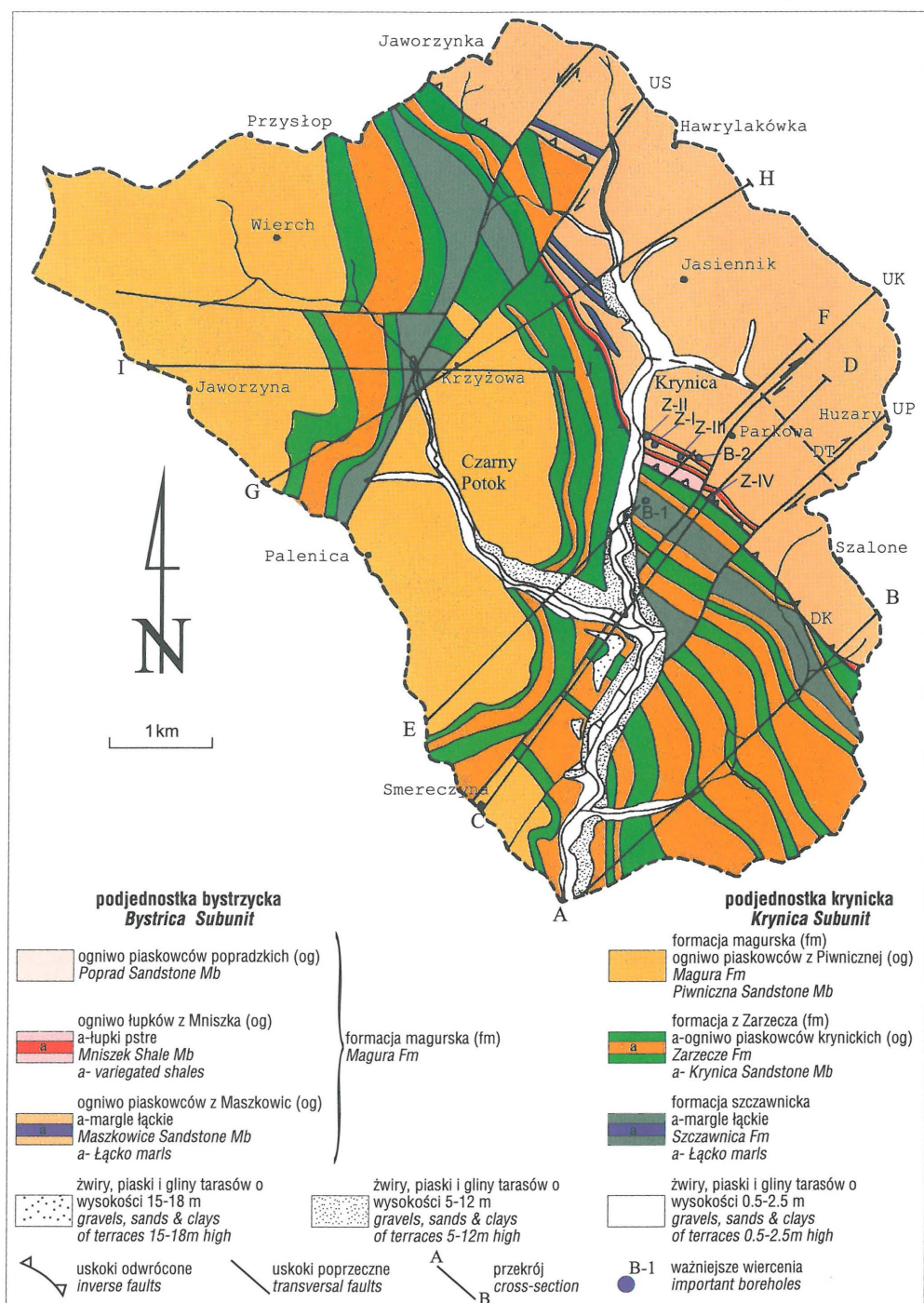
W ramach nowego zdjęcia geologicznego, w 1997 r. skartowano teren o powierzchni 25 km². Prace prowadzono w obszarze położonym na zachód od Krynicy obejmującym: Słotwiny, Krynice (część W), Czarny Potok oraz Krynice Wieś (część W). Ponadto wykonano badania geologiczne i biostratygraficzne w rejonie Szczawicznego oraz na południowym zboczu Góry Parkowej. Opracowany fragment nowej mapy geologicznej prawie w całości należy do podjednostki krynickiej.

Stratygrafia

Krynica jest położona w południowo-wschodniej części płaszczowiny magurskiej (ryc. 1) na styku dwóch stref facjalnych: strefy sądeckiej (bystrzyckiej) i krynickiej (ryc. 2).

Strefa sądecka (bystrzycka). Do strefy sądeckiej należy NE część obszaru badań zbudowana z utworów formacji magurskiej (ryc. 2; por. Świdziński, 1972). Tworzy ją pas kilkukilometrowej szerokości, biegnący od Góry Szalone (828,8 m n.p.m.) poprzez Huzary (846,4 m n.p.m.), Górę Parkową (718,8 m n.p.m.), Hawrylakówkę (779,6 m n.p.m.) po Jaworzynkę (898,7 m n.p.m.). Występują tutaj następujące utwory formacji magurskiej (fm): ogniwo z Maszkowic (og), ogniwo łupków z Mniszka (og) oraz prawdopodobnie ogniwo piaskowców popradzkich (og).

Ogniwo z Maszkowic (og). Ogniwo to odsłania się w kilku niewielkich łomach znajdujących się głównie na prawym brzegu Palenicy, przy drodze do Tylicza (ryc. 2). Największe odsłonięcie jest usytuowane przy tej drodze, ok. 100 m na wschód od przełęczy. Widoczne są tutaj w pozycji odwróconej piaskowce gruboławicowe (60–120 cm), muskowitowe, frakcjonalnie uwarstwione, grubo- i bardzo gruboziarniste do drobno- i bardzo drobnoziarnistych. Są to turbidyty, zawierające interwały Tabc sekwencji Boumy. Stropowe części ławic o grubości do 20 cm wykazują riplemarki oscylacyjne w drobnoziarnistym piaskowcu, przechodzące w bardzo silnie zbioturbowane mułowce z licznymi bioglifami i przepełnione zwęglonym detrytusem



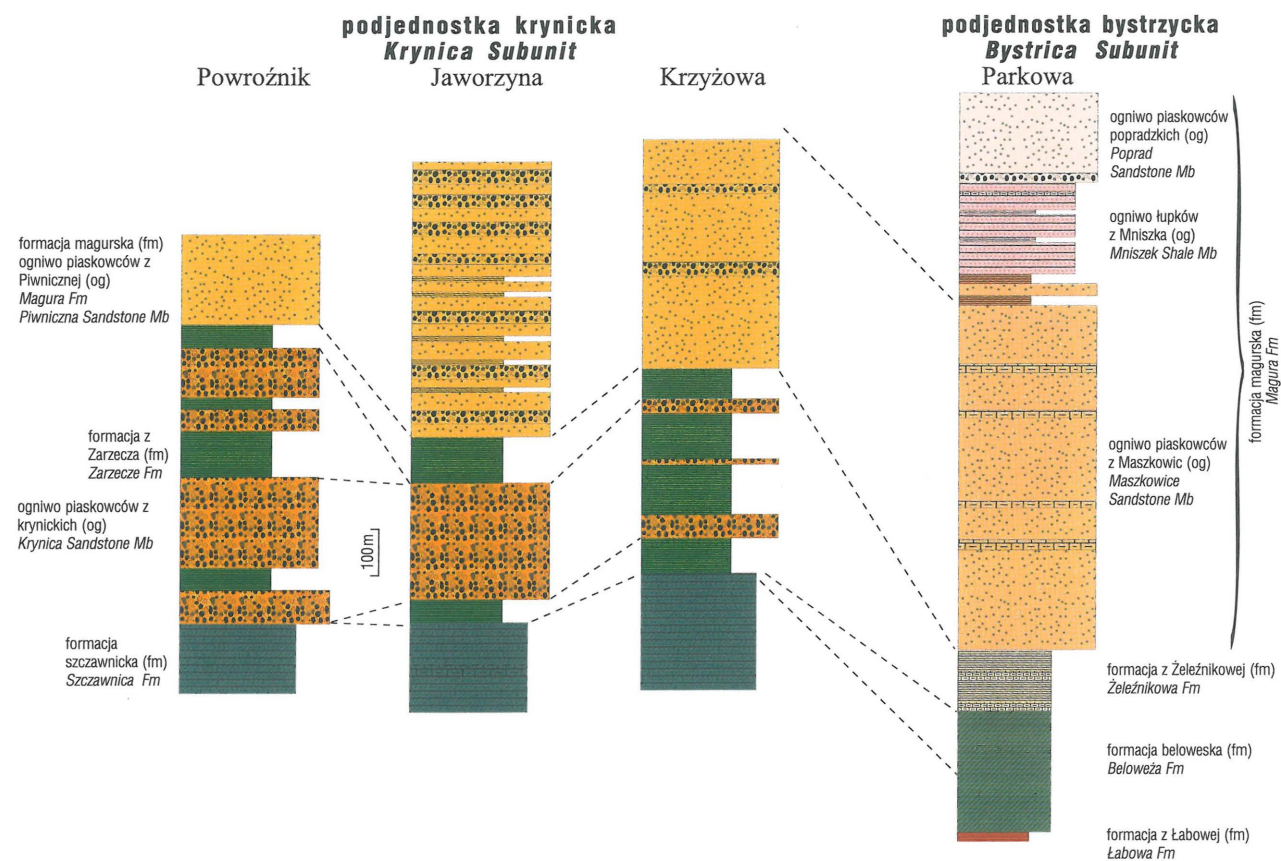
Ryc. 2. Mapa geologiczna Krynicy. Północna część strefy sądeckiej według Świdzińskiego (1972). Skróty: DK—dyslokacja krynicka, DT—uskok tylicki, UK—uskok krynicki, UP—uskok powroźnicki, US—uskok słotwiński

Fig. 2. Geological map of the Krynica area. The northern part of the Bystrica (Sącz) Subunit after Świdziński (1972). Abbreviations: DK—Krynica dislocation, DT—Tylicz fault, UK—Krynica fault, UP—Powroźnik fault, US—Słotwina fault

roślinnym. W piaskowcach częste są klasty mułowe o średnicy od 0,5 do 15 cm. Piaskowce są bardzo słabo wysortowane, mają spoiwo wapienno-mułowe, w stanie niezwiertzałym odznaczają się niezbyt dużą zwięzłością i niebieskoszarą barwą. Na dolnych powierzchniach ławic piaskowcowych występują licznie hieroglify wleczeniowe i jamki wirowe wskazujące na paleotransport z kierunku 120° (SE). Piaskowce przeławicają się z ciemnoszarymi, zielonkawo wietrzającymi łupkami marglistymi i miękkimi marglami o grubości od 5 do 20 cm. W kilkumetrowym

odstłonięciu (wykopie fundamentowym) pod projektowane sanatorium MSW przy ul. Puławskiego ukaże się odwrócona sekwencja o cieniejącym uławiceniu i drobniejącym ku stropowi uziarnieniu, charakterystyczna dla facji kanałowych podmorskich stożków depozycyjnych. Maksymalna grubość amalgamowanych ławic piaskowca dochodzi do 6 m. W górę sekwencji obserwuje się ławice piaskowców o grubości 50, 40 i 30 cm, przekładające się z mułowcami marglistymi o grubości do 10 cm lub pakietami piaskowcowo-mułowcowymi o grubości do 100 cm. W innym, niedaleko położonym odstłonięciu (DW *Opakomet*) występują piaskowce grubo- i bardzo gruboławicowe (50–200 cm), poziomo laminowane, amalgamowane, z klastami mułowymi i granulami kwarcowymi o średnicy do 7 mm w spągu. W odstłonięciu tym jest widoczna sekwencja o uziarnieniu i uławiceniu grubiejącym ku górze, charakterystyczna dla płatów depozycyjnych stożka środkowego. W obrębie piaskowców z Maszkowic występują pojedyncze pakiety margli łąckich (por. Świdziński, 1972). Stwierdzone przez nas wkładki margli zaznaczono na ryc. 2. Według Świdzińskiego (1972) miąższość „twardych, krzemienistych, ostro łupiących się margli łąckich” waha się w granicach kilku metrów. Piaskowce magurskie (z Maszkowic) nawiercono w wielu otworach za wodami mineralnymi w dolinie Palenicy i Parku Puławskiego (por. Świdziński, 1972).

Z reguły były to wiercenia udarowe, nie dające wiele informacji o przewierconym profilu. Najgłębszy z tych odwiertów „Krynica 10” osiągnął głębokość 406 m. Jedyne rdzeniowany otwór B-2 odwiercono na południowym stoku Góry Parkowej. W otworze tym do głębokości 180 m występowały silnie przeładowane „piaskowce i łupki magurskie” (z Maszkowic), a niżej do końcowej głębokości 350 m „warstwy belowskie” (por. Świdziński, 1972). Miąższość ogniwa piaskowców z Maszkowic w rejonie Krynicy wynosi ok. 700–800 m (ryc. 3; por. Oszczytko i in., 1990; Oszczytko, 1991;



Ryc. 3. Kolumny litostratigraficzne płaszczyny magurskiej w rejonie Krynicy
Fig. 3. The lithostratigraphic columns of the Magura Nappe in the Krynica area

Chrzastowski i in., 1991). Dotychczas pobrane w Krynicy próbki z opisywanego ogniwa nie zawierały mikrofauny. Natomiast ubogi zespół nanoplanktonu wapiennego wskazuje na wyższą część zony NP16. Przez analogię do sąsiednich zbadanych profili można wnioskować, że ogniwo z Maszkowic formacji magurskiej (fm) jest wieku środkowoeoceńskiego (por. Dudziak, 1991; Oszczytko, 1991).

Ogniwo łupków z Mniszka (og). Do ogniwa tego zaliczono łupki pstry i część cienkoławicowego fliszu (por. Oszczytko, 1979; Oszczytko i in., 1990) występującego na południowym skłonie Góry Parkowej, poniżej linii Zuberów, które dawniej były uważane za warstwy belowskie strefy krynickiej (Świdziński, 1972). Utwory te stwierdzono we wszystkich czterech głębokich wierceniach (Zuber I–IV) oraz w wierceniu B–2 (ryc. 2), na powierzchni terenu natomiast, poza śladami łupków czerwonych, są praktycznie niewidoczne. Dowodem na to, że są to utwory stratygraficznie młodsze od gniwa z Maszkowic jest zarówno położenie spągu warstw (hieroglifów) w obu ogniwach, jak i wiek mikrofauny stwierdzonej przez S. Gerocha w otworach Zuber III i B–2 (por. Świdziński, 1972), jak również wzajemne relacje obu ogniw w sąsiednich obszarach (por. Oszczytko, 1979; 1991). W spągu ogniwa łupków z Mniszka występują dwie warstwy łupków czerwonych, rozdzielone kilkudziesięciometrowym pakietem piaskowców gruboławicowych (por. Zuber III, głębokość 0–132,0 m; por. Świdziński, 1972). Obie smugi łupków czerwonych oraz piaskowce gruboławicowe (ryc. 2) można śledzić obecnie pomiędzy Potokiem Czerwonym a wierczeniami Z–I i Z–II. Na wschód od tego potoku po Potok Źródłany obserwuje się tylko jedną smugę

łupków czerwonych. Według Świdzińskiego (1972) na zachodnim brzegu Krynicy, aż po Potok pod Skocznią miały także występować dwie smugi łupków pstrych. Obecnie udało się stwierdzić tylko jedną smugę, podobnie jak to zostało zaznaczone na mapie Nowaka (1924). W odwiercie Zuber III, stratygraficznie ponad drugą warstwą łupków pstrych, aż do głębokości 762 m występuje seria cienkoławicowych, drobnoziarnistych piaskowców i łupków ilastych, zielonkawoszarych, zazwyczaj bezwapienistych, które nazwane zostały warstwami belowskimi przez Świdzińskiego (1972). Miąższość tej serii można oszacować na ok. 250 m (ryc. 3). W utworach tych stwierdzono kolejną, prawdopodobnie wyższą, smugę łupków czerwonych (Z–III, głęb. 204,3–234,6 m). Ponad tymi łupkami została nawiercona także kilkumetrowa warstwa zlepieńców kwarcowych i piaskowców gruboławicowych. Podobną serię fliszu cienkoławicowego, zaliczoną do warstw belowskich strefy krynickiej (Dulski, 1967) nawiercono w wierceniu Zuber IV na głębokości 0–280 m. W jej stropie występował kilkunastometrowy pakiet zielonkawożółtej skały, którą uznano za margle łąckie. Cienkoławicowy flisz, nie zawierający łupków pstrych, nawiercono również w otworze B–2 na głębokości 180–350,7 m (Świdziński, 1972). Warstwy te uznano za górne warstwy belowskie. Jak można wnioskować z korelacji Świdzińskiego (1972) i Dulskiego (1967) przejście od łupków z Mniszka do ogniwa piaskowców popradzkich odbywa się stopniowo. Na kilkudziesięciometrowym odcinku (Z–I: 599–720 m; Z–II: 609–727 m; Z–III: 503–762 m; Z–IV: 200–297 m) flisz cienkoławicowy jest zastępowany fliszem średnioławicowym, a następnie piaskowcami gruboławicowymi.

W stratygraficznie najniższym poziomie łupków pstrych z otworu Zuber-III (Świdziński, 1972) stwierdzono środkowoeoceński zespół otwornic aglutynujących z *Reticulophragmium amplexans* (Grzybowski) (dawniej *Cyclammnia amplexans*). Podobny zespół zanotowano również w łupkach pstrych z głębokości 204,3–346,6 m i w cienkoławicowym fliszu w wierceniu B-2 (głęb. ok. 250 m). Zespół ten znaleziono również w pstrych łupkach w Potoku pod Skocznią. Analogiczne utwory, z podobnym zespołem otwornic, występujące w strefie sądeckiej ponad ogniwo z Maszkowic opisano jako ogniwo łupków z Mniszka (por. Oszczytko, 1979; 1991; Oszczytko i in., 1990). Na podstawie nanoplaktonu należącego do zony NP18, stwierdzonego w stropowej części ogniwa z Maszkowic (por. Oszczytko, 1991; Dudziak, 1991) można przy-

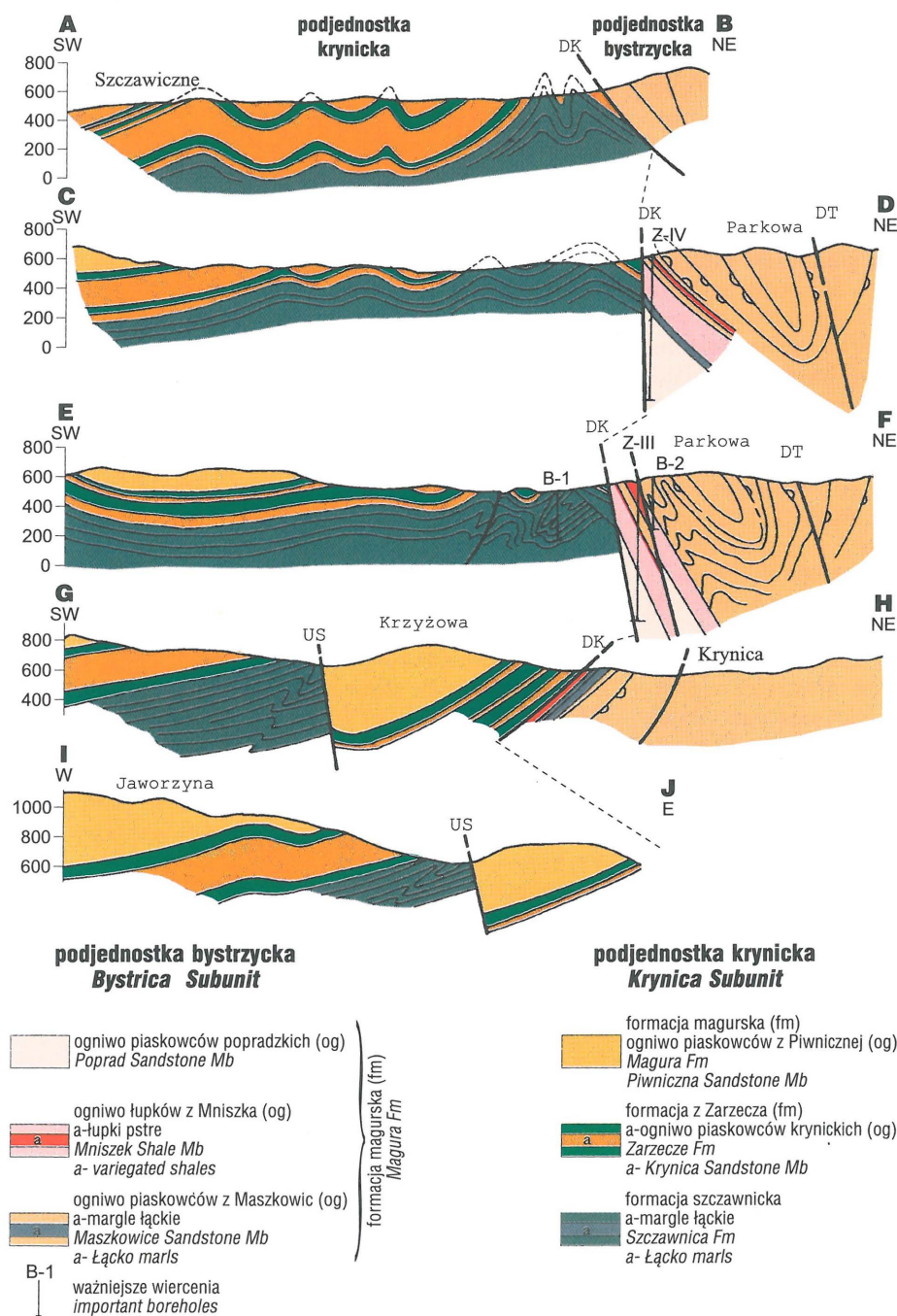
puszczać, że wiek ogniwa łupków z Mniszka nie jest starszy niż niższy górny eocen.

Ogniwo piaskowców popradzkich (og). We wszystkich głębokich wierceniach (Zuber I: 720–948,5 m; Z II: 727–789,7 m; Z III: 762–983 m; Z IV: 280–803,2 m) na końcowych głębokościach nawiercono, nieznanie dotychczas na powierzchni terenu, piaskowce nazwane „zuberowskimi” (por. Świdziński, 1972; Dulski, 1967) o miąższości nie mniejszej od 200–250 m (ryc. 3). Sądząc z opisu próbek okruchowych z wierceń Z-III i Z-IV (ryc. 2) były to zapewne piaskowce gruboławicowe, zazwyczaj średnioziarniste, muskowitowe, przeławicające się z łupkami zielonkawymi i brunatnymi, niekiedy z mułowcami ze zwęgloną sieczką roślinną. Przeławiczenia łupkowe osiągają miąższość od jednego do kilkunastu metrów.

Wiek opisanych tu utworów nie jest znany, ponieważ nieliczne próbki okruchowe mające wybitnie piaskowcowy charakter nie pozwoliły na badania mikropaleontologiczne. Z przesłanek pośrednich można przypuszczać, że piaskowce „zuberowskie” stanowią nadkład stratygraficzny ogniwa łupków z Mniszka. Na tej podstawie można by je uznać za ogniwo piaskowców popradzkich formacji magurskiej w strefie sądeckiej (por. Oszczytko, 1979; 1991; Oszczytko i in., 1990) i przypisać im wiek górnoeoceński.

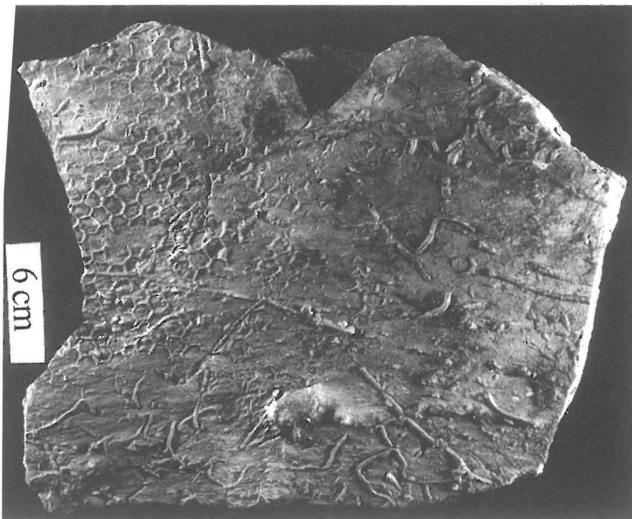
Strefa krynicka. Na obszarze badań (ryc. 2) do strefy krynickiej należą: formacja szczawnicka (fm), zarzecka (fm) i magurska (fm). Formacje te zostały zdefiniowane przez Birkenmajera & Oszczytkę (1989).

Formacja szczawnicka (fm). Istotnym osiągnięciem pierwszego roku badań terenowych było stwierdzenie obecności formacji szczawnickiej (warstw inceramowych s.l.) w SW części Słotwin, w środkowym biegu Czarnego Potoku (rejon dolnej stacji kolejki linowej), w Potoku Źródlanym (ryc. 2). Utwory te dawniej zaliczano do warstw hieroglifowych dolnych (Nowak, 1924), beloweskich (por. Świdziński, 1972) lub formacji zarzeckiej (Chrzastowski i in., 1993). Najlepsze odsłonięcia tej formacji znajdują się w środkowym biegu Potoku Szczawicznego (ryc. 2). Do formacji tej należy flisz cienko- i średnioławicowy o miąższości przekraczającej 200 m (ryc. 3). W niższej części pro-



Ryc. 4. Przekroje geologiczne. Skróty jak na ryc. 2

Fig. 4. Geological cross-sections. For the abbreviations see fig. 2.



Ryc. 6. *Paleodictyon majus* Maneghini et Peruzzi. oraz *Sabularia simplex*, formacja z Zarzecza, Słotwiny. Oznaczenie A. Uchman (wysokość okazu 25 cm)

Fig. 6. *Paleodictyon majus* Maneghini in Peruzzi and *Sabularia simplex* (after A. Uchman), the Zarzecze Fm at Słotwina (height of specimen 25 cm)

filu są to średnio (25–30 cm) i cienkoławicowe (5–7 cm) piaskowce, niebieskoszare, wapniste, drobno- i średnioziarniste o uwarstwieniu równoległym i przekątnym (interwały Boumy Tbc, niekiedy Tbcd). Rzadziej spotyka się piaskowce gruboławicowe, gruboziarniste lub zlepieńcowate o uwarstwieniu typu Tabc. Zarówno w Potoku Szczawicznym, jak i w Czarnym Potoku stropowa część formacji charakteryzuje się obecnością bardzo cienkoławicowego fliszu. Są to piaskowce drobnoziarniste o grubości 2–5 cm i uwarstwieniu Tcd, przekładające się z niebieskawymi, słabo wapnistymi łupkami. W Czarnym Potoku, kilkadziesiąt metrów poniżej dolnej stacji kolejki linowej wśród opisywanych warstw stwierdzono ok. 1–metrowy pakiet ciemnoszarych margli. W Szczawicznym strop formacji został wyznaczony umownie w spągu pierwszego kompleksu zlepieńców krynickich, w Czarnym Potoku natomiast na granicy litofacji zarzeckiej i szczawnickiej. Formacja szczawnicka jest stosunkowo silnie sfałdowana i powszechnie występują w niej żyły kalcytowe, niekiedy kilkucentymetrowej grubości.

Wśród małych otwornic formacji szczawnickiej zasadniczą rolę odgrywają głębokowodne otwornice aglutynujące. W zespołach wyłącznie aglutynujących (Potok Źródłany 1/97; Czarny 6/97; Szczawiczne 33/97) dominują formy stosunkowo duże, z cementem organicznym, takie jak: *Ammodiscus*, *Saccamina*, *Reophax*, *Paratrochamminoides*, *Trochamminoides* oraz formy rurkowate. Obok nich jako stały element, choć w znacznie mniejszej ilości występują formy o skorupie scementowanej węglanem wapnia należące do nadrodziny Ataxophragmiacea z rodzaju *Dorothia* i *Remesella*.

Znaczenie stratygraficzne w tych zespołach mają takie gatunki jak: *Rzehakina epigona* (Rzehak), *Dorothia crassa* (Majzon) — znane od późnej kredy do paleocenu, ale obecność *Remesella varians* (Vasicek) (ryc. 12) pozwala na uściślenie wieku do mastrychtu-paleocenu. Mikrofauna ta może odpowiadać lokalnej zonie *Remesella varians* wyróżnionej w ekwiwalentnych utworach podjednostki bystrzyckiej (Malata i in., 1996). Występowanie w niektórych próbkach (Potok Źródłany 2/97; Czarny 8/97; Szczawiczne 34/97, 35/97) *Glomospirella grzybowskii* (Jurkiewicz), *Rzehakina fissistomata* (Grzybowski) czy

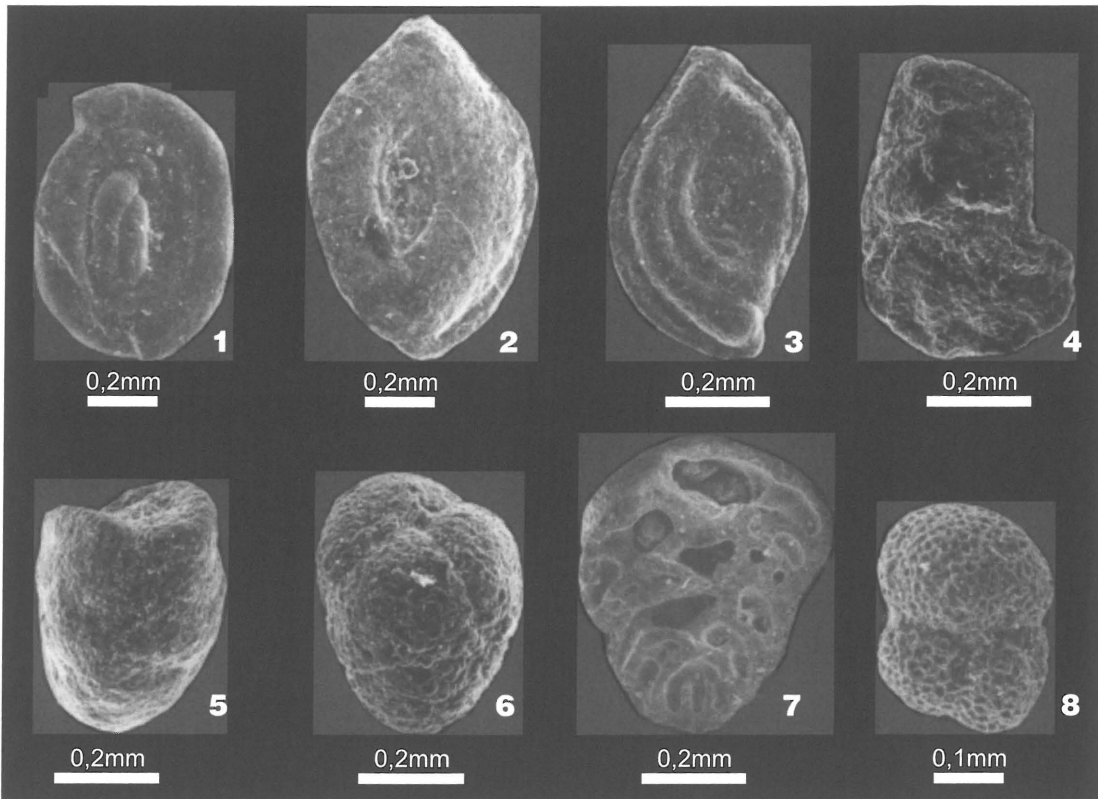
Spiroplectamina spectabilis (Grzybowski) (ryc. 12) obok wyżej wymienionych otwornic pozwala z kolei na przyjęcie paleoceńskiego wieku zespołu, jako że gatunki te są powszechnie uważane za wskaźnikowe dla tego właśnie okresu (Gerock & Nowak, 1984; Olszewska, 1997).

W paru próbkach znaleziono również nieliczne okazy planktoniczne i wapienne bentoniczne. Wykazują one jednak ślady korozji, pirytyzacji i deformacji, co uniemożliwia ich dokładne oznaczenie. W jednej z próbek w potoku Szczawicznym (36/97) oznaczono gatunek *Subbotina triloculinooides* (Plummer), co potwierdza paleoceński wiek zespołu (Toumarkine & Luterbacher, 1985).

Próbki do badań nanoplaktonu wapiennego zazwyczaj nie zawierały kokolitów. Jedynie w próbce 2/96 pochodzącej ze stropowej części formacji w Potoku Źródłanym stwierdzono ubogi zespół charakteryzujący się obecnością takich taksonów jak: *Chiasmolithus solitus* (Bramlette & Sullivan), *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, *Discoaster kuepperi* Stradner, *Ericsonia formosa* (Kamptner), *Sphenolithus editus* Perch-Nielsen, *Sphenolithus moriformis* (Bronniman & Stradner) sugerujący dolno-eoceński wiek formacji (wyższa część NP12 — środkowa część NP14). W strefie przypienińskiej Birkenmajer & Dudziak (1988) przypisują formacji szczawnickiej wiek górnopaleoceńsko-dolnoeoceński (NP9–10). Można zatem przypuszczać, że w rejonie Krynicy stropowa część formacji szczawnickiej jest młodszą niż w strefie przypienińskiej.

Formacja z Zarzecza (fm). Ponad formacją szczawnicką występuje formacja zarzecka, zaliczana dawniej do górnych warstw hieroglifowych (Nowak, 1924) lub warstw beloweskich (Świdziński, 1972). Miąższość formacji wynosi od 400 do 450 m. Wyjątkowo dużą miąższość dochodzącą do 650 m osiąga ta formacja w Szczawicznym, przy ujściu Krynicy do Muszynki (ryc. 2, 3). Jest to flisz cienkoławicowy lub średnioławicowy zdominowany przez zespoły piaskowców, mułowców i łupków marglistych o zabarwieniu szarym (ryc. 5*). Po zwietrzeniu warstwy te odznaczają się zielonkawym zabarwieniem łupków i mułowców oraz szaropomarańczowymi barwami piaskowców. W formacji tej spotyka się często (por. Nowak, 1924) charakterystyczne skamieniałości śla-

*patrz str. 596 (IV str. okładki)



Ryc. 12. Zdjęcia SEM indeksowych otwornic formacji szczawnickiej

Fig. 12. SEM photographs of the index foraminifera of the Szczawnica Fm

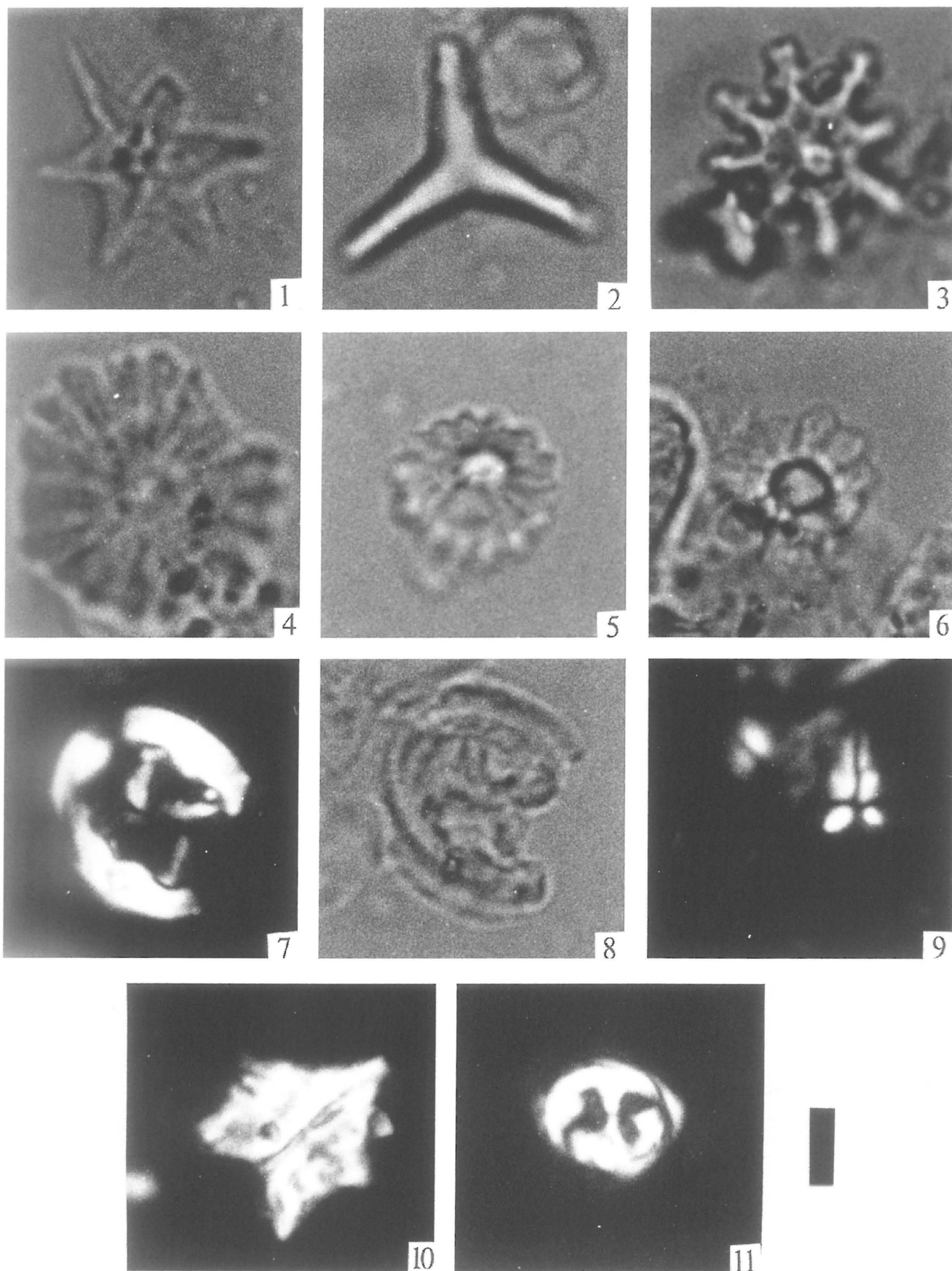
1 — *Glomospirella grzybowskii* (Jurkiewicz); 2 — *Rzehakina epigona* (Rzehak); 3 — *Rzehakina fissistomata* (Grzybowski); 4 — *Spiroplectammina spectabilis* (Grzybowski); 5 — *Dorothia crassa* (Majzon); 6 — *Remesella varians* (Glaessner); 7 — *R. varians* — budowa wewnątrz, przekrój podłużny; internal structure, longitudinal profile; 8 — *Subbotina trilocolinooides* (Plummer)

dowe *Paleodictyon* (ryc. 6). Piaskowce są zazwyczaj drobnoziarniste o uwarstwieniu Tabc i Tb w części dolnej oraz Tc w części stropowej formacji. W obrębie cienkoławicowego fliszu występuje jeden lub kilka pakietów piaskowców gruboławicowych i zlepieńców ogniwa krynickiego o zróżnicowanej miąższości od 10 do 250 m (ryc. 2, 3.). Są to grubo- i bardzo gruboławicowe, różnoziarniste piaskowce i zlepieńce (ryc. 7*, 8). Wśród klastów, które rzadko przekraczają średnicę 1 cm, dominują młeczne kwarcy. Ponadto dosyć często są obserwowane otoczaki skał plutonicznych (ryc. 9) i wylewnych, a także wapienie, dolomity oraz piaskowce kwarcytowe. Spoiwo piaskowców i zlepieńców jest ilasto-wapniste. Po zwietrzałych zlepieńcach pozostaje charakterystyczny żwirek kwarcowy. Na zboczach Jaworzyny Krynickiej zlepieńce krynickie udokumentowano po raz pierwszy. Piaskowce i zlepieńce tworzą tutaj zwarty kompleks o grubości ok. 250 m, który odsłonięto w wykopach, w dolnej części nowej nartostrady. W dolinie Kryniczanki i na zboczach Góry Krzyżowej zlepieńce krynickie występują w trzech pakietach o grubości od 10 do 50 m (ryc. 2, 3). Grubszy od 100 m kompleks zlepieńców i piaskowców stwierdzono na wzgórzu Koci Zamek w Słotwinach. Pomiar hieroglify prądowych w

Szczawicznem wskazuje na paleotransport w basenie z południa (190°). Litofacja piaskowców krynickich wykazuje podobieństwo do facji kanałowych oraz płatów depozycyjnych stożka środkowego.

Zespoły małych otwornic w formacji z Zarzeczca wykazują pewne zmiany w stosunku do formacji szczawnickiej. Otwornice aglutynujące cechuje mniejsze zróżnicowanie i zubożenie. Istotniejszą rolę odgrywają otwornice wapienne bentoniczne i planktoniczne, lecz ich przydatność jest ograniczona z uwagi na zły stan zachowania. W jednej z próbek pobranych w Krynicy w pobliżu nowej cerkwi (23/97) stwierdzono aglutynujący gatunek *Saccamminoides carpathicus* Geroch, będący wskaźnikową formą dla wczesnoeocenijskiej zony w polskich Karpatach fliszowych (Geroch & Nowak, 1984; Olszewska, 1997). W rejonie Słotwin w próbce (44a/97) oznaczono gatunek planktoniczny *Acarinina nitida* (Martin), znany z paleocenu i niższego eocenu (Olszewska i in., 1996). W Czarnym Potoku, powyżej dolnej stacji kolejki linowej, w próbce 9/97 wśród zniszczonej fauny planktonicznej, stwierdzono elementy różnowiekowe, wśród których oznaczono m.in.: *Morozovella subbotinae* (Morozova), *Globigerina inaequispira* Subbotina, *Muricoglobigerina* cf. *senni*

*ryc. 8, 10 — patrz I str. okładki; ryc. 5, 7, 9, 11 — str. 596 (IV str. okładki)



Ryc. 13. Charakterystyczny nanoplankton wapienny z formacji szczawnickiej i zarzeckiej (podziałka = 5 mm)
Fig. 13. Characteristic nannoplankton from the Szczawnica and Zarzeche formations (scale bar = 5 mm); 1 — *Discoaster lodoensis*; 2 — *Tribrachiatus orthostylus*; 3 — *Discoaster* cfr. *binodosus hirundinus*; 4 — *Discoaster multiradiatus*; 5 — *Discoaster barbadiensis*; 6 — *Discoaster* cfr. *bifax*; 7 — *Chiasmolithus eograndis*; 8 — *Chiasmolithus eograndis*; 9 — *Sphenolithus radians*; 10 — *Toweius crassus*; 11 — *Fasciculithus schaubii*

(Beckmann), *Acarinina* ex.gr. *bullbrookii* (Bolli). Pierwsze pojawienie się (FO) dwóch ostatnich form jest notowane w wyższej części wczesnego eocenu (Toumarkine & Luterbacher, 1985). W polskich Karpatach fliszowych najczęściej występują one w zespołach eocenu środkowego (Olszewska i in., 1996). Wiek tego zespołu w obecnej chwili można określić jako nie starszy od wyższej części wczesnego eocenu.

Powtarzającą się cechą zespołów otwornic z próbek z formacji z Zarzeczca jest obecność spirytywanych okazów z rodzaju *Chilostomella*. Znaleziono je m.in. w próbkach w Potoku pod Skocznią (21/97 i 22/97) i w Szczawicznem (12/97–14/97). Zjawisko takie było już notowane w utworach jednostki magurskiej (Malata, 1981) a pozycję wiekową takich zespołów określano na pogranicze eocenu środkowego i późnego. Obecne badania sugerują nieco wcześniejsze pojawienie się tego typu fauny.

W niższej części formacji zarzeckiej (poniżej zlepieńców krynickich) w Czarnym Potoku (próbka 9/97) stwierdzono ubogi zespół nanoplanktonu wapiennego. Ustalenie wieku jest utrudnione z uwagi na brak gatunków przewodnich, jak również niewielką ilość zachowanej nanoflory. Gatunkami najczęściej występującymi są: *Chiasmolithus eograndis* Perch-Nielsen, *Chiasmolithus solitus*, *Discoaster barbadiensis*, *Ericsonia formosa*, *Sphenolithus moriformis* (ryc. 13). Asocjacja ta wskazuje na przynajmniej wczesnoeocenijski wiek formacji (wyższa część NP12), nie wykluczając środkowego eocenu. Nieco starszy zespół nanoplanktonu znaleziono w niższej części formacji w Potoku Szczawicznem (próbka 12/97). Asocjacja ta charakteryzuje się obecnością gatunków: *Chiasmolithus eograndis*, *Chiasmolithus* cf. *grandis* (Bramlette et Riedel), *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel, *Discoaster germanicus* Martini, *Tribrachiatulus orthostylus* Shamarai. Najmłodszą formą determinującą wiek zespołu jest *Discoaster lodoensis*, który to pojawia się po raz pierwszy w NP12, to jest we wczesnym eocenie. Próbkę pobraną w Potoku pod Skocznią w Krynicy (por. Dudziak [W:] Oszczytko i in., 1990) zawierają ubogi pod względem gatunkowym, jak i ilościowym zespół nanoplanktonu wapiennego. Z gatunków przewodnich występują tu duże formy: *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel, *Ericsonia formosa* oraz *Discoaster barbadiensis*. Omówiona powyżej asocjacja wskazuje na najwyższą część NP12, a nawet NP13 (wczesny eocen), gdzie *Discoaster lodoensis* osiąga tak duże rozmiary jak w omawianych próbkach. Jednak, z uwagi na to, że zespół nanoplanktonu jest silnie zmieniony, nie można wykluczyć, iż wiek formacji jest młodszy, a formy przewodnie nie zachowały się wskutek zmian wtórnych. Najmłodszy zespół nanoflory stwierdzono w próbce 41/97 pobranej w górnym odcinku Potoku Źródlanego, w bliskim kontakcie ze strefą sądecką. Występuje tutaj w pozycji normalnej bardzo cienkoławicowy flisz, podobny do litofacji zarzeckiej i zapadający na północ. W próbce stwierdzono ubogi zespół nanoplanktonu wapiennego należący prawdopodobnie do środkowego eocenu (NP16). Na taki wiek formacji wskazywałaby obecność gatunku *Discoaster bifax* Bukry (ryc. 13), który jest gatunkiem indeksowym (CP14a) w podziale zaproponowanym przez Okada & Bukry (1980). Równocześnie jednak nie ma takich gatunków jak *Reticulofenestra umbilica*

(Levin), *Discoaster strictus* Stradner, czy też *Discoaster tani nodifer* Bramlette et Riedel charakterystycznych dla tego interwału czasowego. Można zatem przypuszczać, że asocjacja nanoplanktonu wapiennego jest wtórnie zmieniona na skutek selektywnego rozpuszczania, lub że nie jest młodsza niż NP14. W basenie paryskim Aubry (1983) stwierdziła, że pierwsze pojawienie się *Discoaster bifax* ma miejsce w zonie NP14. Należy nadmienić, że w tej samej pozycji, ok. 250 m poniżej wiercenia Zuber III, została pobrana próbka 8/85 (por. Dudziak [W:] Oszczytko i in., 1990) zawierająca szczątkowy, źle zachowany, zespół nanoplanktonu wapiennego. Najmłodszym stwierdzonym gatunkiem był *Discoaster tani nodifer*, który pojedynczo pojawia się już w zonie NP15, a jako gatunek przewodni jest charakterystyczny dla NP16 (środkowy eocen). Ponadto w zespole wystąpiły drobne kokolity określane jako *Isthmolithus* cf. *recurvus* Deflandre pojawiający się w NP18, lecz nie będący gatunkiem przewodnim. W pracy Oszczytko i in. (1990) próbkę tę rozpatrywano jako należącą do ogniwa łupków z Mniszka strefy sądeckiej. Zarówno próbka 41/97, jak i 8/85 sugerują wiek za wczesny, jak na ogniwo łupków z Mniszka i prawdopodobnie za późny jak na formację zarzecką. Tym niemniej na obecnym etapie badań skłonni jesteśmy zaliczyć obie próbki do formacji zarzeckiej.

Formacja magurska (fm)

Ogniwo piaskowców z Piwnicznej (og). Najmłodsze utwory strefy krynickiej to ogniwo piaskowców z Piwnicznej formacji magurskiej. Warstwy te występują w płatach synklinalnych Góry Krzyżowej, Jaworzyny Krynickiej oraz Krynicy Wsi. Są to piaskowce gruboławicowe, muskowitowe, średnio- i gruboziarniste, zawierające przeławicenia cienkoławicowego fliszu litofacji zarzeckiej o grubości nieprzekraczającej 2 m (ryc. 10). Słabo wysortowany szkielec ziarnowy piaskowców tworzą ziarna kwarcu, skaleni, muskowitu oraz ziarna litoklastyczne, pochodzące ze skał plutonicznych, wylewnych i osadowych (ryc. 11). Spoiwo piaskowców jest wapienne. W stosunku do piaskowców krynickich, piaskowce magurskie odznaczają się zdecydowanie większą wiązkością. W opisywanym ogniwie występują również pakiety zlepieńców i piaskowców zlepieńcowatych. Są one widoczne w stropowych partiach synkliny Góry Krzyżowej i Jaworzyny Krynickiej. Niepełna miąższość ogniwa piaskowców z Piwnicznej waha się od ok. 500 m w synklinie Góry Krzyżowej do ponad 600 m w synklinie Jaworzyny Krynickiej (ryc. 3, 4)

Osady formacji magurskiej rejonu Krynicy (głównie strefa krynicka) są bardzo ubogie w mikrofaunę otwornicową, z tego względu wymagają szczegółowego opróbowania w celu znalezienia zespołów otwornicowych koniecznych do ustalenia wieku osadów i przeprowadzenia analizy paleobiotymetrycznej basenu magurskiego. Jedyne w płytce cienkiej pochodzącej ze zlepieńców pod Górą Krzyżową E. Machaniec oznaczyła *Nummulites partchi* De La Harpe przewodni dla wyższego wczesnego eocenu (ryc. 11). Z badań przeprowadzonych w rejonie Muszyny i Żegiestowa wiadomo, że ponad ogniwo z Piwnicznej występują łupki pstre i cienkoławicowy flisz ogniwa z Mniszka zawierający mikrofaunę środkowego eocenu (Oszczytko i in., 1990, Chrzastowski i in., 1993). W obsza-

rze tym w Miliku, w stropowej części ogniwa z Piwnicznej znaleziono nanoplankton niższego późnego eocenu (NP18, por. Dudziak [W:] Oszczytko i in., 1990). Z porównania najmłodszej nanoflory formacji zarzeckiej (NP16) i najmłodszej nanoflory ogniwa z Piwnicznej (NP18) wynika, że wiek tego ogniwa w rejonie Krynicy obejmuje przedział czasowy środkowy eocen — niższy późny eocen, co sugerowałoby redefinicję wyżej wymienionego numulita.

Tektonika

Począwszy od pionierskiej pracy Nowaka (1924) obszar Krynicy jest zaliczany do dwóch podjednostek tektonicznych płaszczowiny magurskiej (ryc. 2, 4). Podjednostkę północną Nowak (1924) nazwał paraautochtonem a południową skibą krynicką. W późniejszych latach (por. Świdziński, 1972) paraautochton został nazwany strefą sądecką, a skiba krynicka strefą krynicką. Obecnie termin strefa sądecka (bystrzycka) lub krynicka odnosimy do stref facjalnych używając równocześnie terminu podjednostka tam, gdzie strefy te są wyodrębnione tektonicznie (por. Oszczytko, 1979; Birkenmajer & Oszczytko, 1989).

Podjednostka krynicka charakteryzuje się budową fałdowo-blokową. Jądra antyklin są zazwyczaj utworzone z formacji zarzeckiej, rzadziej szczawnickiej (ryc. 4). Formacja szczawnicka występuje tylko w silnie elewowanych fałdach brzeżnych, w pobliżu kontaktu z podjednostką sądecką. Utwory tej formacji są najbardziej tektonicznie zdeformowane. Obserwuje się w nich liczne strome, wąskopromienne fałdy, niekiedy obalone ku północnemu wschodowi. Powszechne są powierzchnie ścięć z lustrami tektonicznymi oraz drobne uskoki i spekania zabliźnione żyłami kalcytowymi, niekiedy o grubości do kilkunastu centymetrów. Wyżej leżące utwory formacji zarzeckiej i magurskiej są znacznie słabiej zdeformowane. Na wschód od Kryniczanki (ryc. 2, 4) są one uformowane w szereg wąskich antyklin i płaskich synklin, wypełnionych piaskowcami krynickimi. Odmienną sytuację obserwujemy na zachód od Kryniczanki, gdzie występują dwa rozległe płaty synklinalne Krzyżowej–Palenicy oraz Jaworzyny Krynickiej–Przysłopu, utworzone z gruboławicowych piaskowców formacji magurskiej (ogniwo z Piwnicznej). Płaty te mają budowę monoklinalną z dobrze wykształconymi skrzydłami północnymi i szczątkowo rozwiniętymi skrzydłami południowymi. W skrzydle północnym występuje, zapadająca ku SE formacja zarzecka, będąca przekładaniem cienkoławicowego fliszu i piaskowców gruboławicowych ogniwa krynickiego.

Odmienną budowę ma podjednostka sądecka, będąca szeroką, niekiedy wtórnie przefałdowaną, strefą synklinalną Szalone–Huzary–Hawrylakówka–Jaworzynka (ryc. 2, 4). Strefa ta charakteryzuje się wstecznym pochyleniem płaszczowiny osiowej (ryc. 4; por. Nowak, 1924, Świdziński, 1972). W pobliżu kontaktu z podjednostką krynicką są obserwowane wąskie wtórne przefałdowania.

Wzajemny stosunek podjednostki krynickiej i sądeckiej od dawna budził zainteresowanie badaczy zajmujących się Krynica. W interpretacji Nowaka (1924) skiba krynicka nasunięta została początkowo na paraautochton, a następnie powierzchnia nasunięcia została wtórnie zdeformowana, tworząc rodzaj fleksury. Odmienną interpretację podał Świdziński (1972), który uważał, że na kon-

takcie obu stref istnieje stromo zapadający ku N uskok, który nazwał dyslokacją krynicką (DK). Obaj badacze przyjmowali, że występujące na południowym skłonie Góry Parkowej łupki pstrę są najstarszymi utworami strefy krynickiej. Późniejsze badania (por. Oszczytko, 1979, Oszczytko, 1991) wykazały, że łupki te należą do młodszego od piaskowców magurskich ogniwa strefy sądeckiej. W tej sytuacji, kontakt tektoniczny pomiędzy podjednostką krynicką i sądecką (DK) nie może być usytuowany pomiędzy łupkami pstryimi i piaskowcami magurskimi, ale pomiędzy ogniwem z Mniszka strefy sądeckiej i formacją z Zarzeczca lub szczawnicką strefy krynickiej. Taką interpretację przedstawiono na ryc. 4, na której jest to prawie pionowy uskok inwersyjny biegnący bezpośrednio na południe od „linii Zuberów”. Równoległy uskok inwersyjny przemieszczający ogniwo z Maszkowic (piaskowce magurskie) w stosunku do ogniwa z Mniszka stwierdzono w wierceniu B–2 (ryc. 4; por. Świdziński, 1972). Prawdopodobnie podobną genezę może mieć uskok tylicki (DT) (por. Świdziński, 1972) choć nie można wykluczyć, że jest to uskok normalny (por. Fistek & Węclawik, 1990).

Prowadzone przez nas badania potwierdziły obecność znanego już dawniej (por. Świdziński, 1972) uskoku słotwińskiego (US) o kierunku NE–SW (ryc. 2, 4). Jest to uskok zrzutowo-przesuwczy, przemieszczający w Słotwinach kontakt podjednostki sądeckiej i krynickiej. W obrębie podjednostki krynickiej uskok ten oddziela bloki synklinalne Jaworzyny Krynickiej oraz Góry Krzyżowej i Krynicy Wsi. Pomiędzy Słotwinami i Czarnym Potokiem stwierdzono obecność drugiego uskoku (ryc. 2), łączącego się z uskokiem słotwińskim w Czarnym Potoku. Dwa inne walne uskoki poprzeczne (zrzutowo-przesuwcze) o podobnym kierunku jak uskok słotwiński zaobserwowano w SE części badanego obszaru. Pierwszy z nich, bardziej zachodni, to uskok krynicki (UK), biegnący pomiędzy wierceniami Zuber III i Zuber IV (por. Świdziński, 1972). Drugi uskok, który można by nazwać powroźnickim (UP), jest przesunięty kilkaset metrów na SE w stosunku do pierwszego. Uskoki te mogą świadczyć o obecności struktur typu rowu i pół-rowu tektonicznego. W trakcie obecnych badań w górnym biegu Czarnego Potoku wykartowano uskok normalny o kierunku W–E oddzielający blok Jaworzyny od bloku Przysłopu. Niewielki młody uskok poprzeczny (NEN–SWS) stwierdzono w wykopie pod nartostradę (ryc. 10).

W okolicach Krynicy są notowane wstrząsy sejsmiczne (Pagaczewski, 1972; Wiejacz, 1994; Dębski i in., 1997). Według Wiejacza (1994) zarejestrowane ostatnio wstrząsy (29.06.1992, 1.03.1993) o magnitudzie 4,2–4,7 można wiązać z orientacją osi maksymalnej kompresji o kierunku NNW–SSE do NW–SE oraz z przesuwczym charakterem ruchu. W chwili obecnej trudno jest jednoznacznie rozstrzygnąć, które z uprzednio wymienionych dyslokacji są sejsmicznie aktywne. Być może jest to uskok inwersyjny (DK) na kontakcie strefy krynickiej i sądeckiej, którego powstanie niewątpliwie jest związane z południkową kompresją. Inna interpretacja sugeruje usytuowanie epicentrow i izosejst (Dębski i in., 1997) wskazujące na ich związek z uskokiem krynickim. Dalsze prace powinny przynieść bardziej wiążącą odpowiedź na to pytanie.

Na podstawie dotychczasowych badań można zaryzykować następujący scenariusz zdarzeń tektonicznych na badanym obszarze:

1. Po środkowym oligocenie a przed eggenburgiem basen magurski został sfałdowany i uformowała się płaszczowina magurska (por. Oszczytko, 1997).

2. W trakcie tych ruchów podjednostka krynicka nasuwała się na podjednostkę sądecką.

3. Podczas późno-burdygalskich fałdowań w Karpatach (por. Oszczytko, 1997) powstał obecnie obserwowany kontakt, o charakterze uskoku inwersyjnego (DK), pomiędzy podjednostkami krynicką i sądecką.

4. W czasie ruchów śródbadańskich, a przed depozycją miocenu sądeckiego (Oszczytko i in., 1992) w ekstensyjnym polu naprężeń powstały uskoki poprzeczne o kierunku NE-SW.

Podziękowania: Powyższa praca powstała w ramach grantu KBN/NFOŚ 9T12B00896C/2971. Autorzy pragną serdecznie podziękować dr hab. A. Uchmanowi oraz mgr E. Machaniec i mgr A. Lucińskiej-Anczkiewicz z ING UJ za dyskusję i pomoc.

Literatura

- AUBRY M. 1983 — Correlations biostratigraphiques entre les formations paleogenes epicontinentales de l'Europe du Nord-Ouest, basees sur la nannoplankton calcaire. These Universite Pierre et Marie Curie, Paris 6: 1-208.
- BIRKENMAJER K. & DUDZIAK J. 1988 — Age of Palaeogene Flysch in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland, Based on Calcareous Nannoplankton. *Biul. Pol. Acad. Sc., Earth Scs.*, 36, 1: 15-24.
- BIRKENMAJER K. & OSZCZYPKO N. 1989 — Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica subunit, Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 59: 145-181.
- CHRZAŚTOWSKI J., NEŚCIERUK P. & WÓJCIK A. 1991 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski — arkusz 1052 Muszyna. Państw. Inst. Geol.
- CHRZAŚTOWSKI J., NEŚCIERUK P. & WÓJCIK A. 1993 — Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkusz Muszyna i Leluchów. Państw. Inst. Geol.: 1-44.
- DĘBSKI W., GUTERCH B. & LEWANDOWSKA H. 1997 — Earthquake sequences in the Krynica region, West Carpathians, 1992-1993. *Acta Geoph. Pol.*, 4: 255-290.
- Dokumentacja** naukowo-techniczna źródeł mineralnych Krynicy pod redakcją prof. dr H. Świdzińskiego. *Arch. PPU Krynica-Zegiestów*, 1953.
- Dokumentacja** hydrogeologiczna dla ujęcia podziemnych, leczniczych wód mineralnych, wykorzystywanych do kuracji kąpielowych w Uzdrożisku Krynica pod redakcją prof. dr H. Świdzińskiego. *Arch. PPU Krynica-Zegiestów*, 1962.
- DUDZIAK J. 1991 — Age of the Palaeogene deposits of the Bystrica Subunit (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians) based on Calcareous nannoplankton. *Biul. Pol. Acad. Sc., Earth Scs.*, 39: 332-41.
- DULSKI K. 1967 — Dokumentacja zasobów wód leczniczych odwiertu Zuber IV. Przeds. Państw. Obsługa Techniczna Uzdrożisk, Warszawa. *Arch. Zakładu Górnictwo w Krynicy*.
- DUŃCZYK L. 1966 — Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej w Krynicy i jej okolicy — praca magisterska. Uniwersytet Jagielloński. *Arch. Inst. Nauk Geol. UJ Kraków*.
- FISTEK J. & WĘCŁAWIK S. 1990 — Charakter dyslokacji tylickiej w świetle wierceń i obserwacji terenowych. *Spraw. z Posiedz. Kom. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie, VII-XII. 1988*, 32: 318-320.
- GEROCH S. & NOWAK W. 1984 — Proposal of zonation for the Late Tithonian-Late Eocene based upon arenaceous foraminifera from the Outer Carpathians, Poland. [In:] Oertli H. J. (ed.), *Benthos* 83; 2 nd Int. Symp. Benthic Foraminifera (Pau, April 1983) — Elf Aquitaine, Esso REP: and Total CFP, Pau and Bordeaux, 1984: 225-239.
- MALATA E. 1981 — Stratygrafia jednostki magurskiej w zachodniej części Beskidu Wysokiego na podstawie mikrofauny. *Biul. Inst. Geol.*, 331: 103-116.
- MALATA E., MALATA T. & OSZCZYPKO N. 1996 — Litho- and biostratigraphy of the Magura nappe in the eastern part of the Beskid Wyspowsy Range (Polish Western Carpathians). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 66: 269-284.
- NOWAK J. 1924 — *Geologia Krynicy*. Kosmos, Lwów, 49: 449-501.
- OKADA, H. & BUKRY D. 1980 — Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Mar. Micropaleontol.*, 5: 321-325.
- OLSZEWSKA B. 1997 — Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: a record of basin geohistory. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 67: 325-338.
- OLSZEWSKA B., ODRZYWOLSKA-BIEŃKOWA E., GIEL N., D., POŻARYSKA K. & SZCZECZURA J. 1996 — Rząd Foraminiferida. [W:] Malinowska L. & Piwocki M. (eds) — *Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, Paleogen, PAE*, 3: 267-277.
- OSZCZYPKO N. 1979 — Budowa geologiczna północnych stoków Beskidu Sądeckiego między Dunajcem a Popradem (płaszczowina magurska). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 49: 293-325.
- OSZCZYPKO N. 1991 — Stratigraphy of the Palaeogene Deposits of the Bystrica subunit (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). *Biul. Pol. Acad. Sc., Earth Scs.*, 39: 415-431.
- OSZCZYPKO N. 1997 — The Early-Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). *Prz. Geol.*, 45: 1054-1063.
- OSZCZYPKO N., DUDZIAK J. & MALATA E. 1990 — Stratygrafia osadów płaszczowiny magurskiej (kreda-paleogen) w Beskidzie Sądeckim, Karpaty Zewnętrzne. *Stud. Geol. Pol.*, 47: 109-181.
- OSZCZYPKO N., OLSZEWSKA B., ŚLĘZAK J. & STRZĘPKA J. 1992 — Miocene marine and brackish deposits of the Nowy Sącz Basin (Polish Western Carpathians) — new Lithostratigraphic and Biostratigraphic Standarts. *Bull. Acad. Pol. Sc. Earth Sci.*, 40: 83-96.
- OSZCZYPKO N., POPRAWA D., KARWAN K., MALATA E. & SZELĄG A. 1982 — Atlas wód pitnych i mineralnych rejonu Krynicy. *Arch. Państw. Inst. Geol. Oddz. Karpacki w Krakowie*.
- PAGACZEWSKI J. 1972 — Catalogue of earthquakes in Poland in 1000-1970 years. *Mat. i Pr. Inst. Geofiz. PAN*, 51: 3-36.
- PAUL C. M. 1884 — Geologische Karte der Gegend zwischen Tarnów und Krynica in Galizien. *Verhandl. d. geolog. Reichsanstalt*, 9: 164-168, Wien.
- SZAJNOCHA W. 1896 — Atlas Geologiczny Galicyi. Mapa arkusz Muszyna i tekst do z. 6. Komisya Fizyogr. Akad. Um., 8, 1-149, Kraków.
- ŚWIDZIŃSKI H. 1939 — Zarys geologii okolic Krynicy i Muszyny. *Państw. Inst. Geol. Biul.*, 18: 88-89.
- ŚWIDZIŃSKI H. 1953 — Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. *Regionalna Geologia Polski*, 1: 362-418. *Pol. Tow. Geol. Kraków*.
- ŚWIDZIŃSKI H. 1954 — Zagadnienia geologiczne wód mineralnych w szczególności na Niżu Polski i w Karpatach. *Mat. pozjazdowe Zjazdu Nauk.-Tech. w Krynicy w 1954 r.* Katowice.
- ŚWIDZIŃSKI H. 1972 — Geologia i wody mineralne Krynicy. *Pr. Geol. PAN*, 70: 1-105.
- TOUMARKINE M. & LUTERBACHER H. 1985 — Paleocene and Eocene planktic foraminifera. [In:] Bolli H. M. i in. (eds) — *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge: 87-154.
- UHLIG V. 1888 — Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. *Jahr. d. geolog. Reichsanstalt*. Bd. 38: 85-264, Wien.
- WALTER H. & DUNIKOWSKI E. 1883 — Tereny naftowe w Karpatach Zachodnich. *Verhandl. d. geolog. Reichsanstalt*, Wien, 8: 20-25.
- WĘCŁAWIK S. 1969a — Rozwój osadów paleogenu sądeckiej strefy płaszczowiny magurskiej w Beskidzie Niskim. *Z. Nauk. Akad. Gór.-Hutn.*, 211, *Geologia*, 11: 7-32.
- WĘCŁAWIK S. 1969b — Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Uściem Gorlickim a Tyliczem. *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, *Pr. Geol.*, 59: 1-96.
- WIEJACZ P. 1994 — An attempt to determine tectonic stress patterns in Poland. *Acta Geophys. Pol.*, 42: 169-176.
- ZUBER R. 1903 — Orzeczenie geologiczne w sprawie rejonu ochronnego dla źródeł mineralnych Krynicy i Słotwin.
- ZUBER R. 1908a — Sprawozdanie w sprawie kamieniołomów w Krynicy.
- ZUBER R. 1908b — Sprawozdanie w sprawie głębokich wierceń w Krynicy.
- ZUBER R. 1916. — Wiercenia w Krynicy. *Kosmos*, t. 41: 1-215, Lwów.
- ZUBER R. 1918 — Flisz i nafta. *Pr. nauk. TN Lwów Dz. II*, 2: 1-381, Lwów.
- ZUCHIEWICZ W. 1998 — Osady czwartorzędowe w rejonie Krynicy (zachodnie Karpaty zewnętrzne): wyniki wstępnych badań. *Prz. Geol.*, 46: 537-542.